

**UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE, PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA**

Ústav hydrogeologie, inženýrské geologie a užité geofyziky



# **Využití radonu jako stopovače v hydrogeologii**

## **Use of radon in hydrogeology**

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE

Kateřina Malečková

Vedoucí: RNDr. Jiří Bruthans, Ph.D.

Praha, srpen 2010

## **Poděkování**

V první řadě bych chtěla poděkovat svému školiteli RNDr. Jiřímu Bruthansovi, Ph.D., za poskytnutí studijních materiálů, trpělivost a časovou pohotovost při odborných konzultacích. Dále děkuji své babičce RNDr. Alexandře Mesanyové za podporu a hlídání mé dcery.

## Abstrakt

Předkládaná práce se zabývá možnostmi využití izotopu radonu  $^{222}\text{Rn}$  jako přírodního i umělého stopovače. Jsou uvedeny příklady využití radonu při sledování hydrogeologických, popřípadě tektonických poměrů v daných lokalitách, při studiu interakce podzemních a povrchových vod, při lokalizaci kontaminantů a při určování doby zdržení vod v prostředí. Je popsána rovněž užitá metodika. V závěru práce je vyzdvižen význam radonu pro jeho finanční a časovou nenáročnost.

**Klíčová slova:** radon,  $^{222}\text{Rn}$ , stopovač, podzemní voda

## Abstract

Study is focused on possibilities of radon isotope ( $^{222}\text{Rn}$ ) as a natural as well as artificial tracer. It contains examples of radon use for hydrogeological, or tectonic research, especially for interactions between groundwater and surface water, contaminants free phase delineation and estimation of residence time of water. The used methodology is described as well. Finally, importance of radon is emphasized given its low financial and time costs and low environmental impact.

**Keywords:** Radon,  $^{222}\text{Rn}$ , tracers, groundwater

# OBSAH

<b>1. ÚVOD .....</b>	<b>5</b>
<b>2. VLASTNOSTI RADONU .....</b>	<b>6</b>
2.1. VLASTNOSTI RADONU A JEHO CHOVÁNÍ V SATUROVANÉ ZÓNĚ .....	8
2.2. CHOVÁNÍ RADONU V PŮDNÍM VZDUCHU NESATUROVANÉ ZÓNY .....	9
2.3. VLASTNOSTI RADONU A JEHO CHOVÁNÍ V POVRCHOVÝCH VODÁCH.....	9
<b>3. RADON JAKO STOPOVAČ.....</b>	<b>10</b>
3.1. PODMÍNKY VHODNOSTI RADONU JAKO STOPOVAČE.....	10
<b>4. METODIKA .....</b>	<b>12</b>
4.1. PŘÍPRAVA A APLIKACE RADONU JAKO UMĚLÉHO STOPOVAČE.....	12
4.2. VZORKOVÁNÍ A MONITORING .....	13
4.2.1. Přípravy před samotným vzorkováním .....	13
4.2.2. Jaké vzorky se odebírají.....	13
4.2.3. Způsoby odběru vzorků a jejich případná úprava před analýzou .....	14
4.3. ANALÝZA .....	15
4.3.1. Analýza vzorků vod.....	15
4.3.2. Analýza vzorků hornin.....	16
4.3.3. Analýza půdního vzduchu.....	16
4.4. VÝPOČTY .....	17
<b>5. PŘÍKLADY VYUŽITÍ RADONU JAKO STOPOVAČE .....</b>	<b>18</b>
<b>6. ZÁVĚR .....</b>	<b>23</b>
<b>7. POUŽITÉ PODKLADY .....</b>	<b>24</b>

## 1. Úvod

Radioaktivní vzácný plyn radon  $^{222}\text{Rn}$  je součástí rozpadové řady uranu  $^{238}\text{U}$  a vzniká rozpadem radia  $^{226}\text{Ra}$ . Vzhledem k jeho vlastnostem je možné využívat ho v hydrogeologii jako přírodní i umělý stopovač. Cílem této práce je na základě literární rešerše ukázat širší možnosti jeho praktického využití.

Pomocí radonu lze například sledovat hydrogeologické poměry v daných lokalitách nebo dokonce usuzovat na pohyby v zemské kůře předcházející zemětřesení.

Interakce říční nebo jezerní vody s podzemní vodou, které lze pomocí  $^{222}\text{Rn}$  zkoumat, jsou velmi důležité pro efektivní správu povodí a predikci budoucího vývoje příslušných vodních zdrojů.

V době průmyslové revoluce se lidé neohlíželi na ekologické škody, způsobené například chemickou výrobou. Mnoho lokalit zůstalo i po ukončení výroby kontaminovaných. Protože se nežádoucí látky (například aromatické uhlovodíky) vsákly hluboko do horninového prostředí, stanovit hranice kontaminantu není jednoduché. Sledováním radonu je možno zjistit rozsah kontaminace podzemí nebo informace o chování toku a doby zdržení vody v sanačním prostředí.

Práce se zabývá vlastnostmi radonu, které umožňují jeho využití jako přírodního i umělého stopovače. Dále jsou uvedeny příklady použití radonu jako stopovače a příslušná metodika.

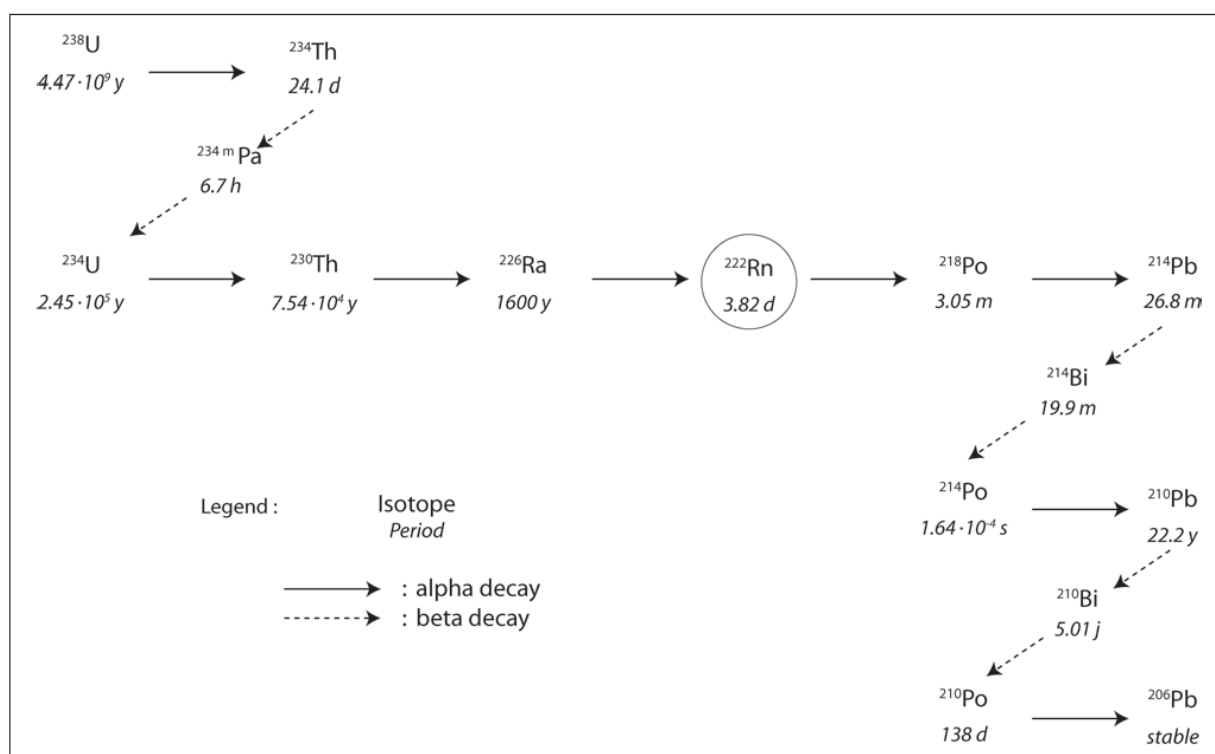
## 2. Vlastnosti radonu

Radon je bezbarvý radioaktivní plyn, bez chuti a zápachu. Jako vzácný plyn je chemicky i biologicky zcela inertní, má rovněž velmi nízký elektrický odpor, dobře tedy vede elektrický proud. Významnou vlastností je také jeho snadná sorpce na aktivním uhlí a silikagelu, která umožňuje dělení radonu od vodíku, oxidu uhličitého a ostatních vzácných plynů, z nichž je nejtěžší. Rozpustnost radonu ve vodě je sice vysoká, ale klesá s rostoucí teplotou a s obsahem rozpuštěných solí v roztoku. Vyjadřuje se Oswaldovým koeficientem  $k$ , který popisuje rovnováhu mezi koncentrací plynu v kapalně fázi ( $C_l$ ) a koncentrací plynu v plynné fázi ( $C_g$ )

$k = \frac{C_l}{C_g}$ . Při osmnácti stupních Celsia je tedy rozpustnost radonu ve vodě  $k = 0,285$ . Mnohem

vyšších hodnot však dosahuje v řadě organických rozpouštědel, z hlediska stanovení je významná zejména rozpustnost v toluenu ( $k = 13,24$ ), který je základem řady kapalných scintilátorů. (upraveno podle Starý, J. et al. 1987a)

Radon se vyskytuje ve formě tří izotopů,  $^{222}\text{Rn}$ ,  $^{220}\text{Rn}$  (thoron) a  $^{219}\text{Rn}$  (aktinon). Vzhledem k velmi krátkému poločasu rozpadu thoronu (54,5 sekundy) a aktinonu (3,9 sekundy), jež znemožňuje jejich uplatnění při analytických metodách v hydrogeologii, se prakticky užívá jen izotopu  $^{222}\text{Rn}$  s poločasem rozpadu 3,82 dne (Gainon, Goldscheider a Surbeck 2007).



Obr. 1. Ilustrace rozpadové řady uranu  $^{238}\text{U}$ . Radon  $^{222}\text{Rn}$  je dceřiným prvkem radia  $^{226}\text{Ra}$  a má poločas rozpadu 3,82 dne. (Gainon, Goldscheider a Surbeck 2007)

Radon  $^{222}\text{Rn}$  vzniká jako produkt radioaktivního rozpadu radia  $^{226}\text{Ra}$  a vzhledem ke své nestálosti postupně zaniká dalším radioaktivním rozpadem. Izotopy  $^{222}\text{Rn}$  a  $^{226}\text{Ra}$  jsou členy

rozpadové řady uranu  $^{238}\text{U}$  (obr. 1).

Uran se nachází v různých minerálních fázích všech typů hornin v různých koncentracích (Ball et al., 1991). Proto je možné jej nalézt prakticky v jakémkoli kolektoru (Schmidt et al. 2009). Rozdíly v množství a prostorovém rozdělení minerálních látek, tedy i uranu a radia, vedou k rozdílům v produkci radonu a jeho emanaci mezi geologickými jednotkami (Mullinger et al. 2009). Emanace odpovídá množství radonu vzniklého rozpadem radia, které je uvolněno z materiálu, v tomto případě z matečné horniny do roztoku v nasycené zóně kolektoru nebo do půdního vzduchu nenasycené zóny. Emanace může být chápána jako rychlost, pokud se měří jako aktivita radonu uvolněného z materiálu za jednotku času, nebo jako koeficient odrážející podíl radonu, který je produkován z materiálu uvolněným radiem. Emanace radonu a související procesy jsou podrobněji popsány v Osmond a Ivanovič (1992) a Porcelli a Swarzenski (2003).

V uzavřeném systému dosáhne  $^{222}\text{Rn}$  radioaktivní rovnováhy s mateřským izotopem  $^{226}\text{Ra}$ , která nastane, když je aktivita dceřiného izotopu stejná jako u jeho mateřského. Toho je dosaženo přibližně po pěti proběhnutých poločasech rozpadu dceřiného izotopu. Poločasem rozpadu  $^{222}\text{Rn}$  (3,82 dne) je dáno, že rovnováhy s radiem, tedy s jeho zdrojem, bude dosaženo přibližně za 20 dnů. (Mullinger et al. 2009)

Radon  $^{222}\text{Rn}$  je snadno měřitelný již při velmi nízkých koncentracích (Treutler et al. 2007).

## 2.1. Vlastnosti radonu a jeho chování v saturované zóně

Jak již bylo řečeno výše, radon je zcela inertní, a proto v nasycené zóně kolektoru neexistuje žádný jiný jeho zdroj než rozpad  $^{226}\text{Ra}$ . Jeho rozpustnost ve vodě je relativně vysoká, v saturované zóně tak prostřednictvím emanace vstoupí do podzemní vody a je s ní dopravován kolektorem (Schmidt et al. 2009). Aktivita radonu v podzemních vodách je tedy úměrná koncentraci uranu v přilehlých horninách kolektoru (Kuo et al. 2006).

Osmond a Cowart 1992 prokázali, že přítomnost radonu v roztoku je ve srovnání s rozpuštěným radiem obvykle v nadbytku. Proto musí většina rozpuštěného radonu pocházet z rozpadu pevné fáze radia, a teprve potom se dostane do podzemních vod prostřednictvím emanace. Vzhledem ke krátkému poločasu rozpadu radonu a tendenci se koncentrovat, aby dosáhl rovnováhy se svým mateřským izotopem, lze předpokládat, že radon v podzemní vodě pochází většinou z recentních drah toků, a nikoliv z radia rozpuštěného v historických vodách. Radon tak indikuje bezprostřední horninové prostředí na rozdíl od dalších rozpuštěných látek, které mohou být přepravovány na velké vzdálenosti.

Pokud podzemní voda, která obsahuje rozpuštěný radon  $^{222}\text{Rn}$ , přichází do styku s kontaminací nevodnou kapalnou fází (NAPL), je jeho aktivita v důsledku preferenční distribuce radonu do organické fáze výrazně snížena (Höhner a Surbeck 2004).

Doba zdržení v hydrogeologických systémech je velmi variabilní, obvykle se pohybuje v rozmezí několika dnů až tisíců let (Etcheverry a Perrochet 2000). Poločas rozpadu  $^{222}\text{Rn}$  se blíží ke spodní hranici tohoto rozmezí a po cca 3–5 periodách poločasu rozpadu neboli po 12–20 dnech aktivity radonu ve vodě obvykle klesnou pod analyticky detekční limit. Radon je proto vhodný časový indikátor pro hydrogeologické systémy s relativně krátkými toky a/nebo s vysokými rychlostmi proudění (například kras; Eisenlohr a Surbeck 1995).

Mateřským prvkem radonu  $^{222}\text{Rn}$  je radium  $^{226}\text{Ra}$ , které má poločas rozpadu 1600 let. Protože není tak inertní jako radon, je jeho pohyblivost ve vodě omezena rozpustností jeho uhličitany a síranů, jejich společným srážením s  $\text{CaCO}_3$  a adsorpcí na oxidy a hydroxidy železa a manganu. To znamená, že je radium výrazně mobilnější v redukčním a kyselém prostředí. Existuje jistá korelace mezi radiem a salinitou nebo chloridy a mezi vysokým obsahem radia a nízkým pH (Almeida et al. 2004).

V rozpadové řadě  $^{238}\text{U}$  jsou zastoupeny dva izotopy uranu ( $^{238}\text{U}$  a  $^{234}\text{U}$ ). Hydrochemie uranu v přírodním geochemickém prostředí se týká oxidačních stavů, +IV a +VI. Více oxidovaná forma, uranylový aniont ( $\text{UO}_2^{2+}$ ), je zcela rozpustná ve vodě, zejména v kyselém prostředí, a její pohyblivost může být posílena komplexací na organické látky, uhličitany, fosfáty a hydroxidy. V silněji redukčním prostředí je uran přítomen s oxidačním číslem +IV a tvoří velmi nerozpustný hydroxid uraničitý  $\text{U}(\text{OH})_4$  a oxid uraničitý  $\text{UO}_2$ . Proto je koncentrace volného uraničitého kationtu v přírodní vodě zanedbatelná (Ganion, Goldscheider a Surbeck 2007).



## **2.2. Chování radonu v půdním vzduchu nesaturované zóny**

Radon se do půdního vzduchu nesaturované zóny dostává emanací z radia, které je obsaženo v přilehlých horninách nebo rozpuštěno ve vodě. Podle plynopropustnosti hornin pak pokračuje k povrchu země a dále do atmosféry. Schubert, Lehman a Paschke 2007 prokázali, že akumulace NAPL v podloží působí pro radon jako geochemická past. To má za následek snížení aktivity Rn v půdním vzduchu nenasycené zóny, které tudíž signalizuje přítomnost podložní vrstvy vysoce nasycené uhlovodíky (Schubert et al. 2005).

## **2.3. Vlastnosti radonu a jeho chování v povrchových vodách**

Na rozdíl od podzemních vod mají vody povrchové nedostatek zdrojů radonu, pocházejícího z minerální matrix. Rovněž obvykle obsahují velmi nízké koncentrace rozpuštěného radia. Proto je aktivita  $^{222}\text{Rn}$ , který se nachází v povrchových vodách, o několik řádů nižší než ve vodách podzemních. Výsledkem vtékání podzemní vody do jezera nebo do řeky je výrazné zvýšení radonové aktivity povrchové vody, která značně přesahuje zdroj radonu z radia rozpuštěného v mase povrchové vody. Zdroje radonu pocházející z podzemní vody se v povrchových vodách obvykle označují jako nadbytečný (excess) radon. Jakmile s podzemní vodou do vod povrchových vteče i nadbytečný radon, začíná se jeho aktivita v důsledku radioaktivního rozpadu a úniků do atmosféry snižovat. Proto se musí jasně rozlišovat advekční tok radonu z podzemní vody od difuzních vstupů radonu z horninového prostředí. Únik ve vodě rozpuštěného radonu do atmosféry charakterizuje v kapitole 4.4. rovnice (5). (upraveno podle Schmidta et al. 2009)

### 3. Radon jako stopovač

Stopovač je látka, která se používá ke sledování pohybu vody v horninovém prostředí a tocích (obecně jakékoli látky v prostředí). Je také důležitým nástrojem při studiu interakcí mezi podzemní a říční nebo jezerní vodou a umožňuje pochopení transportních procesů a procesů míchání mezi vodními masami. Stopovače dále poskytují identifikaci a kvantifikaci drah toku a odhad poměrů míchání mezi vodními masami (Mullinger et al. 2009). Pro sledování pohybu vody musí mít stopovač velmi obdobné chování jako voda sama: ideální stopovač by neměl reagovat s okolním prostředím, neměl by se rozpadat, sorbovat se atd. Od prostředí, kterým prochází, se však liší například svojí elektrickou a/nebo tepelnou vodivostí, absorpčním spektrem (barviva) nebo právě radioaktivitou (Treutler et al. 2007). Dělení stopovačů vychází ze způsobu, kterým se dostávají do prostředí.

Environmentální neboli přirozené stopovače jsou ty, které se do prostředí dostávají přirozenou cestou. Patří mezi ně tritium  $^3\text{H}$ , deuterium  $^2\text{H}$ , kyslík  $^{18}\text{O}$ , freony CFC, fluorid sírový  $\text{SF}_6$ , krypton  $^{85}\text{Kr}$  a v neposlední řadě radon  $^{222}\text{Rn}$ .

Umělé stopovače jsou do prostředí injektovány člověkem cíleně za účelem sledování pohybu vody nebo látek v ní rozpuštěných. Výhodou stopovací zkoušky, která se provádí s umělým stopovačem, je jasně definovaný způsob injektáže – tedy dobře popsaná vstupní funkce, stejně jako průběhová křivka, která charakterizuje odezvu ze systému, a také fakt, že sledování lze naplánovat. Získají se tak nejlepší možné informace o proudění v terénních podmínkách. Na druhou stranu je proudění často tak pomalé (roky, desetiletí), že použití umělých stopovačů je v mnoha případech prakticky nereálné. Jako umělé stopovače se používají soli, hlavně chlorid sodný  $\text{NaCl}$ , ale i další jako bromid draselný  $\text{KBr}$  či jodid draselný  $\text{KI}$ , dále také radon  $^{222}\text{Rn}$ , fluorescein, nebo dokonce bakterie.

#### 3.1. Podmínky vhodnosti radonu jako stopovače

Radon má oproti jiným přírodním i umělým stopovačům několik výhod. Jako plyn snadno uniká z povrchových vod do atmosféry, kde jsou jeho aktivity zanedbatelné. Vody, které jsou v podzemí obohacovány radonem, mohou pronikat do vod povrchových, kde následuje odplynování. Odběr vzorků a jejich analýza nevyžaduje nijak složité terénní ani laboratorní techniky a analýzy (Pates a Mullinger 2007). Proto je radon vhodný k detekci pramenů podzemní vody do povrchových vod.

Pro použití stopovače k určení doby zdržení nebo i spektra dob zdržení je třeba, aby byl chemicky inertní a nereagoval s prostředím, jeho difuzní koeficient by měl být co nejnižší a dále by měl být snadno měřitelný již při velmi nízkých koncentracích. Treutler et al. (2007) potřebovali určit dobu zdržení v bioreaktorech naplněných pískem nebo pemzou, které sloužily k dekontaminaci podzemních vod znečištěných aromatickými uhlovodíky, proto dalším požadavkem bylo, aby stopovač neovlivnil hustotu či viskozitu reakčních hmot reaktoru a aby jeho vstup do systému byl izokinetický, tedy aby vstup vody označené radonem nenarušil rychlost proudění kontaminované vody uvnitř reaktoru. Radon  $^{222}\text{Rn}$  výše uvedené vlastnosti optimálně splňuje.

Dalším důvodem, proč si Treutler et al. 2007 ke svému experimentu vybrali radon, je, že ho lze

měřit za použití mobilních zařízení, in situ tj. přímo na místě ve vodě na výstupu reaktoru, a pozorovat a zaznamenávat změny koncentrace, zatímco je zařízení v provozu.

Vzhledem k poločasu rozpadu  $^{222}\text{Rn}$  (3,82 dne) lze uskutečnit měření, u kterých doba zdržení nepřekročí přibližně patnáct dnů, s aktivitou stopovače několik kBq/l (Treutler et al. 2007). To znamená, že je to vhodný časový indikátor pro hydrogeologické systémy s relativně krátkými toky anebo s vysokými rychlostmi proudění (například kras; Eisenlohr a Surbeck 1995); nebo také pro kvantifikace průtočného množství podzemní vody do jezera (Schmidt et al. 2009) či řeky.

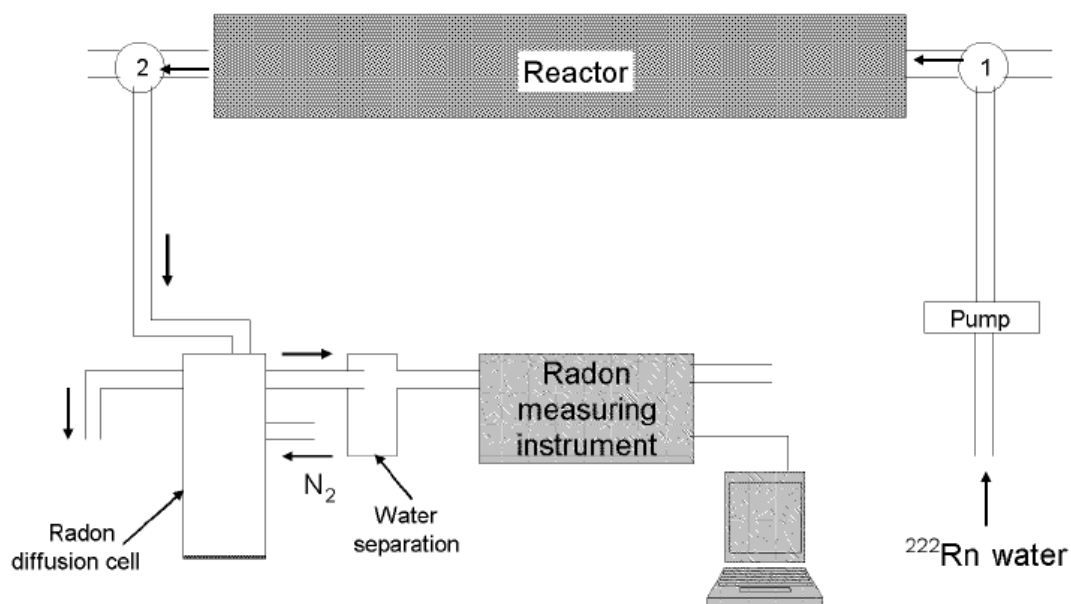
Pomocí radonu, resp. emanometrie, lze lokalizovat kontaminaci způsobenou nevodnou kapalnou fází (NAPL), a to na základě změn aktivity radonu, které jsou popsány výše. Jak uvádí García-González et al. (2008), vymezení hranic kontaminace je možné, i když množství organických par, které dosáhnou na zemský povrch, je velmi nízké nebo dokonce neexistuje. Navíc tento způsob není zdaleka tak nákladný jako vrtný průzkum. Nicméně pokud je v nenasycené zóně velké množství vody nebo je hladina podzemní vody příliš nízká pod terénem, není běžným ionizačním spektrometrem spolehlivé stanovení možné. Jiné významné omezení vyplývá z nutnosti odebírat vzorky půdního vzduchu v hloubce nejméně sedmdesát centimetrů, aby se minimalizoval vliv atmosférických proměnných na měření aktivity radonu. Zasunutí duté sondy až do těchto hloubek může být často nerealizovatelné například v heterogenních půdách nebo za přítomnosti mocné jílovité čočky, a může být zcela vyloučeno, pokud je na studovaném místě podzemní infrastruktura. García-González et al. (2008)

## 4. Metodika

### 4.1. Příprava a aplikace radonu jako umělého stopovače

Podle Treutlera et al. 2007 existují tři způsoby, jak získat vodu označenou radonem pro stopovací zkoušky. Za prvé využití vodních zdrojů, které radon v požadovaném množství (potenciálně až do 25 kilo becquerelů na litr) přirozeně obsahují. Nevýhodou je extrémní mineralizace hlavními i stopovými prvky a přítomnost stopových plynů. Dále lze vodu označenou radonem vyrobit v laboratoři z vody destilované nebo pitné. Posledním způsobem je obohatit původní podzemní vodu za sterilních podmínek v laboratoři.

Pro Treutlerův et al. (2007) výzkum byl jediným schůdným způsobem ten poslední. Použitím této metody lze zachovat požadované anaerobní podmínky, a vlivem stopovače se nezmění ani stávající organická a anorganická specifika matrix. Původní podzemní voda odebraná z vrtů byla tedy při atmosféře dusíku  $N_2$  vložena do polyetylenového kanystru. Mezitím se připravil materiál, který uvolňoval přírodní radon  $^{222}Rn$  a z kterého je možné tento plyn odebrat: na několik týdnů se například minerály mletého granitu, pískovce, černé břidlice nebo uranu v atmosféře dusíku uloží do radontěsné plastové nádoby, dokud se mezi radiem  $^{226}Ra$  a radonem  $^{222}Rn$  nedosáhne radioaktivní rovnováhy. Taková nádoba by měla mít stěny z butylové pryže. Definované množství plynného radonu  $^{222}Rn$  lze odstranit prostřednictvím těchto stěn pomocí injekční stříkačky a následně vstříknout do podzemních vod. Bezprostředně před zahájením stopovací zkoušky byl z takto označené podzemní vody odebrán vzorek pro stanovení aktivity radonu pomocí kapalinové scintilační spektrometrie. Takto označené vody se po dobu šesti hodin vháněly do reaktoru pomocí trojitého ventilu za stejných podmínek (tlak a čerpací rychlost) pomocí rotačního lamelového dávkovacího čerpadla. Poté se trojitý ventil opět otevřel pro normální tok. Voda, která se následně objevila na výstupu reaktoru, se prostřednictvím obtoku přiváděla do rozptylovací komory (obr. 2).



Obr. 2. Schéma Treutlerova et al. (2007) experimentu

## 4.2. Vzorkování a monitoring

### 4.2.1. Přípravy před samotným vzorkováním

Aby vzorky vod dobře reprezentovaly hydrogeologické prostředí, zdůrazňují ve svých studiích Kuo et al. 2006 i Mullinger et al. (2009) nutnost před odběrem vzorků z vrtů vyčerpat množství vody odpovídající trojnásobku objemu vrtu.

García-González et al. (2008) zvyšuje efektivitu a snižuje náklady použitím adaptabilního plánu, ve kterém byly použity informace z předchozího měření pro rozhodování o tom, které místo v původně stanovené monitorovací síti by mělo být vzorkováno jako další.

Protože se Treutler et al. 2007 zabývají radonem coby umělým stopovačem, je tento proces popsán v kapitole 4.1.

### 4.2.2. Jaké vzorky se odebírají

Je zřejmé, že se v první řadě odebírají vzorky podzemní vody, a to především na analýzu radonu  $^{222}\text{Rn}$  a popřípadě také radia  $^{226}\text{Ra}$  (Gainon, Goldscheider a Surbeck 2007, Mullinger et al. (2009), Schmidt et al. (2009), Kuo et al. 2006). García-González et al. (2008) se však zaměřili na odběr vzorků půdního vzduchu, na stanovení aktivity radonu  $^{222}\text{Rn}$ .

Další důležitou součástí výzkumu je i odběr vzorků hornin kolektoru. V těchto vzorcích se analyzuje hlavně aktivita radia  $^{226}\text{Ra}$  (Gainon, Goldscheider a Surbeck 2007, Schmidt et al. 2009), jež je radonovým zdrojem. Mullinger et al. (2009) stanovil z materiálu vrtného jádra i aktivitu radonu  $^{222}\text{Rn}$ .

Pro komplexní vyhodnocení situace je vhodné dále měřit pomocné parametry, které dané aktivity radou vysvětlují. Schmidt et al. (2009) například sledovali údaje o rychlosti větru a o atmosférických aktivitách radonu  $^{222}\text{Rn}$  nad sledovaným jezerem a Mullinger et al. (2009), především změny hydraulické výšky. Dále se zkoumal vliv srážek a teploty vody, aby se zjistilo, jestli mohou být anomálie radonu těmito faktorům připisovány (Kuo et al. 2006, Gainon, Goldscheider a Surbeck 2007, Mullinger et al. 2009). García-González et al. (2008) věnovali pozornost atmosférickým proměnným, výšce hladiny podzemní vody a volné fáze a měření těkavých organických látek.

#### **4.2.3. Způsoby odběru vzorků a jejich případná úprava před analýzou**

Kuo et al. (2006) odebírali jednotlivé vzorky vody z vrtu s perforovanou pažnicí v hloubce 167 až 187 centimetrů pod terénem na analýzu  $^{222}\text{Rn}$  dvakrát týdně po dobu deseti měsíců. Aby radon během postupu odběru vzorků z vody neunikal, použili skleněné lahvičky s poteflonovaným uzávěrem o objemu čtyřicet mililitrů. Dokud nebyla provedena analýza (to je do čtyř dní od odběru), byly vzorky přepravovány a skladovány v chladničce (Kuo et al. 2006, Gainon, Goldscheider a Surbeck 2007). Gainon, Goldscheider a Surbeck (2007) odebírali vzorky vody z pramene do jednodlitových PET lahví pro chemické, radiové a uranové analýzy, a do skleněných lahví pro radon a stabilní izotopy přímo z pramene.

Mullinger et al. (2009) v období delším než rok odebírali z každého piezometru tři vzorky vody zhruba jednou měsíčně a dále dodatečně po srážkách, kvůli sledování reakce aktivity radonu na tuto událost. K tomuto účelu jim posloužilo ponorné čerpadlo, jehož vstupní otvor se umístil doprostřed perforovaného úseku vrtu. Aby byly vzorky reprezentativní, odčerpali vodu z vrtu znovu před každým odběrem (viz kapitola 4.2.1.). Pak pod hladinou vyčerpané vody naplnili a uzavřeli standardní láhve o objemu šesti set mililitrů tak, aby se vyloučila kontaminace vzduchem. Aktivita radonu byla stanovena pomocí kapalinové scintilace (viz kapitola 4.3.).

Neporušené vzorky z vrtného jádra o hmotnosti dvě stě až pět set gramů byly odebírány v intervalu jeden metr do hloubky pěti metrů vrtu, tak aby poskytly co nejvíce kontinuální profily. Aby mohly být vzorky analyzovány, byly nejprve při šedesáti stupních Celsia vysušeny v sušárně do konstantní hmotnosti, následně umlety a homogenizovány pomocí mlýnku Tema z karbidu wolframu a nakonec prosety sítím s oky dvě stě padesát mikrometrů. (Mullinger et al. 2009)

Schmidt et al. (2009) odebíral vzorky vody v různých hloubkách kolektoru pod jezerem Ammelshainer See během dvou terénních akcí (počátek dubna a konec května – při promíchávání vodních mas) peristaltickým čerpadlem, které umožňuje záznam hloubkového profilu aktivity radonu. Všechny vzorky vody byly uloženy do šestilitrových polyethylenových lahví, určených pro měření aktivity radonu ve vodě zajišťující jeho minimální ztráty (Stringer and Burnett 2004). Při prvním vzorkování vod odebrali ještě Schmidt et al. (2009) vzorky sedimentu z vrtného jádra.

Půdní vzduch lze získat pomocí duté sondy z nerezové oceli, která se zatluče do hloubky tři čtvrtě až jeden metr, aby se minimalizoval vliv atmosférických faktorů (Schubert et al., 2005). Ve spodní části je dutá sonda vybavena nerezovým sběrným hrotem. Když se dosáhne do požadované vzorkovací hloubky, je hrot tlačěn nerezovou tyčí vloženou přes vnitřní prostor duté sondy dolů. Tak se vytvoří otvor, skrz který lze pumpovat půdní vzduch do duté sondy a do ionizační komory tohoto nástroje. Tam, kde je manuální zasunutí sondy nepraktické, je možné použít elektrické vrtací kladivo, aby proniklo přes překážky a aby pak dutá sonda mohla být dále zatlučována do požadované hloubky. Aby byla všechna měření srovnatelná, pokračuje se po každé srážce nejdříve za čtyřicet osm hodin. Tak se minimalizují změny obsahu půdní vlhkosti a následně i změny emanací radonu z půdní matrix. (García-González et al. 2008) Podobný princip odběru popisují při stanovení radonového indexu pozemku i Neznal et al. (2004), kde se vzorky půdního vzduchu odebírají ze sondy sáním například pomocí velkoobjemové injekční stříkačky a převádějí se do předem evakuovaných Lucasových komor.

Treutler et al. 2007 přivádí vodu z reaktorů přímo do přístroje, který je za účelem kontinuálního měření radonu vyvinutý: radon se v difuzní cele převede z vody na tok plynu; do vody, která mezitím protéká difuzní komorou, se ponoří dva metry dlouhá svinutá permeabilní hadice z hydrofobního materiálu; touto hadicí je do komory dodáván dusík, aby byly v průběhu měření zachovány anaerobní podmínky; k samotnému měření radonu dochází v Lucasově komoře (obr. 2).

### **4.3. Analýza**

#### **4.3.1. Analýza vzorků vod**

Kuo et al. (2006) stejně jako Mullinger et al. (2009) stanovili aktivity rozpuštěného radonu  $^{222}\text{Rn}$  ve vzorcích vody kapalinovou scintilační spektrometrií. Mullinger et al. (2009) použili takzvanou toluenovou metodou a její výsledky si ještě ověřili další metodou podle ASTM (1998), přičemž v obou případech použili kapalinový scintilační počítač Packard Tri-Carb 3170.

Kapalinová scintilace (LSC) je založena na interakci záření se systémem látek (tzv. scintilátorů) převádějících energii ionizujícího záření na světelný záblesk detekovatelný fotonásobičem. Vlastní scintilátory jsou organické sloučeniny, které se používají rozpuštěné například v toluenu, dioxanu nebo vodě. Pro detekci radonu se používají toluenové roztoky, do kterých lze radon přímo extrahovat. Účinnost detekce alfa částic toluenovým scintilátorem je prakticky 100 %. (Starý, J. et al. 1987b)

Radon lze ve vzorcích vody měřit také pomocí detektoru vzdušného radonu. Schmidt et al. (2009) za tímto účelem použili přístroj RAD-7, který pracuje na principu alfa spektrometrie, jako například SARAD<sup>®</sup> RTM 2100 (viz kapitola 4.3.3). K tomuto detektoru byly připojeny šestilitrové láhve s vzorky vody a jeho čerpadlo přes ně recirkulovalo vnitřní vzduch. Po dosažení rovnováhy se aktivita radonu  $^{222}\text{Rn}$  z tohoto vzduchu změří a použije se k výpočtu jeho aktivity ve vodě. S cílem stanovit aktivitu radonu, která není způsobena radiem  $^{226}\text{Ra}$  rozpuštěným ve vodě, se výše uvedená analýza provede ještě jednou o třicet dní později – po proběhnutí osmi poločasů rozpadu radonu  $^{222}\text{Rn}$ . Rozdíl obou hodnot odpovídá nadbytečné aktivitě radonu.

Gainon, Goldscheider a Surbeck (2007) použili k měření aktivity radonu stejně jako Treutler et al. (2007) Lucasovu komoru. Treutler et al. (2007) ji využívá jako součást složitějšího měřicího systému (kapitola 4.2.3.). Výsledky měření se zaznamenávají v intervalu jedné minuty a současně se graficky znázorňují. Vzniklé průnikové křivky kopírují aktivity radonu na výstupu z reaktoru v průběhu času a dobu zdržení z nich lze jednoduše odečíst. Kvůli radioaktivnímu rozpadu radonu  $^{222}\text{Rn}$  s poločasem rozpadu 3,82 dne byly naměřené hodnoty aktivit opraveny na okamžik, kdy nastalo označení vody.

V České republice jsou standardní používané scintilační detektory Lucasova typu obvykle uzavíratelné komůrky válcového tvaru s objemem sto až dvě stě mililitrů. Vnitřní stěny detektoru jsou pokryty vrstvou scintilátoru ze sulfidu zinečnatého  $\text{ZnS}$ . Částice alfa, emitované při rozpadu  $^{222}\text{Rn}$ ,  $^{218}\text{Po}$  nebo  $^{214}\text{Po}$ , interagují se scintilátorem za vzniku fotonů viditelného světla, které jsou registrovány fotonásobičem, jenž jej přemění na běžný elektrický signál. (upraveno podle Starý, J. et al. 1987a a Valášek nedatováno)

#### **4.3.2. Analýza vzorků hornin**

Aktivitu radia  $^{226}\text{Ra}$  lze stanovit gama spektrometrií: Schmidt et al. (2009) tak učinili pomocí koaxiálního nízkoenergetického detektoru HPGe. Mullinger et al. (2009) si pro tuto analýzu vylišovali z předem připravených vzorků (viz kapitola 4.2.3.) dvacetigramové pelety, které se za použití epoxidové pryskyřice uzavřely do polykarbonátových Petriho misek. Tam je ponechali, dokud mezi olovem  $^{214}\text{Pb}$  a radiem  $^{226}\text{Ra}$  nenastala rovnováha.

S cílem určit emanaci radonu analyzovali Mullinger et al. (2009) aktivitu radonu v roztoku, který vznikl vylouhováním vzorku z vrtného jádra připraveného stejně jako na analýzu radia (viz kapitola 4.2.3.) v deionizované vodě pomocí metody ASTM (1998). Podobně lze stanovit difuzní tok radonu ze sedimentu do vodního sloupce (Corbetta et al. 1998): vzorky vody i sedimentu se vloží do uzavíratelné skleněné baňky, která se protřeše pomocí překlopné míchačky. Po dosažení rovnováhy mezi radiem  $^{226}\text{Ra}$  ze sedimentu a radonem  $^{222}\text{Rn}$  z vody je možné roztok analyzovat detektorem AlphaGuard, který pracuje na principu ionizační komory (Schubert et al. 2006). Výsledné koncentrace radonu z použitých roztoků lze použít k výpočtu emanace respektive difuze radonu (viz kapitola 4.4.)

#### **4.3.3. Analýza půdního vzduchu**

García-González et al. (2008) analyzovali radon  $^{222}\text{Rn}$  z půdního vzduchu v suchém prostředí (alespoň osm a čtyřicet hodin po posledních srážkách) se spektrometrem SARAD® RTM 2100, v němž jsou dceřiné produkty radonu  $^{222}\text{Rn}$  (polonium  $^{218}\text{Po}/^{214}\text{Po}$  a  $^{216}\text{Po}$ ) ionizovány a shromážděny na povrchu polovodičového detektoru. Další radioaktivní rozpad těchto izotopů je registrován multikanálovým analyzátozem (alfa spektrometrií). Pro každou sérii měření byla ionizační komora před dalším spuštěním vyčištěna. Detektor radonu byl vybaven nádobou naplněnou drieritem a hydrofobním teflonovým filtrem, aby udržoval vlhkost uvnitř přístroje na minimu a aby se zabránilo vstupu jemných částic do ionizační komory.



#### 4.4. Výpočty

Emanaci radonu lze vypočítat podle vztahu (1).

$$E_{Rn} = \frac{[Rn] \cdot V_w}{M}, \quad (1)$$

kde  $[Rn]$  je aktivita rozpuštěného radonu ve vzorku v becquerelech na litr,  $V_w$  je objem vzorku vody v litrech a  $M$  je hmotnost horninového vzorku v kilogramech. Výsledkem je tedy emanace radonu  $E_{Rn}$  v becquerelech na kilogram. Koeficient emanace pak lze vypočítat podle vztahu (2).

$$E_{coeff} = \frac{E_{Rn}}{[Ra]}, \quad (2)$$

kde  $E_{coeff}$  je bezrozměrný emanační koeficient a  $[Ra]$  je aktivita radia v horninovém vzorku v becquerelech na kilogram. Z výsledků radonové emanace a měření pórovitosti a hustoty lze vypočítat teoretickou aktivitu radonu v podzemní vodě (3):

$$[Rn]_{gw} = E_{Rn} \cdot \rho \cdot \phi, \quad (3)$$

kde  $E_{Rn}$  je emanace radonu ze vzorku, je  $\rho$  hustota v kilogramech na decimetr krychlový a  $\phi$  je pórovitost. (Mullinger et al. 2009)

Burnett et al. (2003) odvodili empirickou rovnici pro výpočet difuzního toku radonu  $^{222}\text{Rn}$  (4).

$$F_{diff} = 495 \cdot {}^{226}\text{Ra}_{sed} + 18,2, \quad (4)$$

kde  $F_{diff}$  je zmíněný difuzní tok v jednotkách rozpadu za minutu na metr čtverečný za den ( $\text{dpm}/\text{m}^2/\text{den}$ ), která se vztahuje k obsahu radia  $^{226}\text{Ra}$  z horninového prostředí  $^{226}\text{Ra}_{sed}$  v jednotkách rozpadu za minutu na gram ( $\text{dpm}/\text{g}$ ).  $^{226}\text{Ra}_{sed}$  označuje v podstatě totéž, co  $[Ra]$  z rovnice (3). Jednotky rozpadu za minutu lze přepočítat na jednotky SI ( $1 \text{ Bq} = 166,6 \text{ dpm}$ ).

Únik ve vodě rozpuštěného radonu do atmosféry charakterizuje rovnice (5).

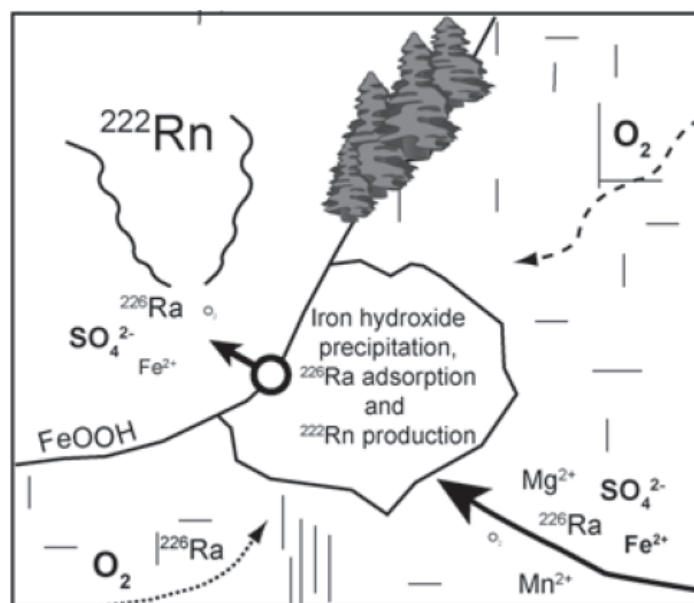
$$F_{atm} = f(C_w - kC_{air}), \quad (5)$$

kde  $k$  je bezrozměrný Oswaldův koeficient rozpustnosti radonu při dvaceti stupních Celsia,  $C_w$  a  $C_{air}$  jsou aktivity radonu ve vodě a vzduchu a  $f$  je funkce kinematické viskozity, koeficientu molekulární difuze radonu ve vodě a rychlosti větru (deset metrů nad hladinou povrchové vody). (upraveno podle Macintyre S, Wanninkhof R, Chanton JP 1995)

## 5. Příklady využití radonu jako stopovače

Gainon, Goldscheider a Surbeck (2007) se ve své studii snažili odhalit původ vysoké hladiny radonu (650 becquerelů na litr) v Prameni Sv. Placida, který se nachází v malém údolí nedaleko města Disentis ve východních švýcarských Alpách. Tento jev nelze vysvětlit obecně zvýšeným obsahem radia v porušeném kolektoru, ani koncentrací radia v pramenité vodě. Proto použili radon  $^{222}\text{Rn}$  spolu s dalšími izotopy rozpadové řady uranu  $^{238}\text{U}$ , jejichž protikladné hydrochemické chování, vzájemná závislost a poměrně krátké poločasy rozpadu umožňují identifikaci a lokalizaci geochemických procesů v systému podzemních vod. Údolí Sv. Placida se skládá ze dvouslídnaté ortoruly facie zelených břidlic. Sto metrů jižně od pramene se nachází turmalínem bohaté pegmatity. Hlavní zlomy mají směr západojihozápad-východoseverovýchod a vedlejší západoseverozápad-východojihovýchod. Pramen leží pravděpodobně na zlomu. Horniny na východ od pramene jsou obohacené pyritem a mezi údolími Lumpegna a Sv. Placida bylo během této studie rovněž zmapováno několik výskytů pyritu. Charakter proudění podzemní vody se řídí orientací a hydraulickými vlastnostmi zlomů a regionálním hydraulickým gradientem. Proto jsou prameny často seřazeny podél zlomů anebo umístěny na jejich křížení. Pramen Sv. Placida je stejně jako většina ostatních pramenů vázán na hlavní zlomovou zónu a pravděpodobně přijímá její vodu.

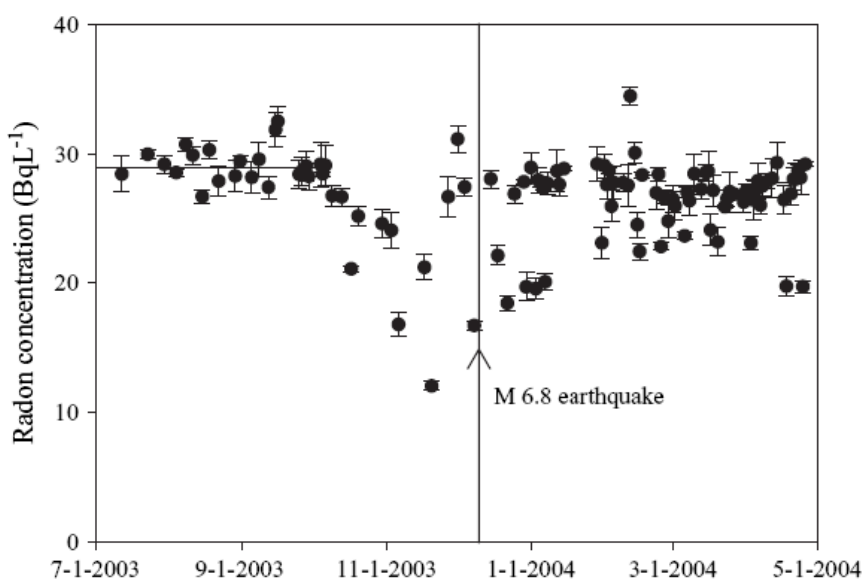
Průzkum Gainona, Goldscheidera a Surbecka (2007) prokázal, že uvnitř akviferu, ale velmi blízko pramenů, musí být vydatný rezervoár radia. Tento rezervoár se skládá hlavně z oxidů a hydroxidů železa a manganu, které se srážejí v redukční zóně, železem bohaté podzemní vody se občas promíchají s právě infiltrovanými dešťovými nebo tavnými vodami bohatými na kyslík. Železo, stejně tak jako redukční a mírně kyselé prostředí lze přisuzovat oxidaci pyritu. Kationty radia se silně adsorbují a hromadí v horninovém prostředí v těsném okolí pramene, a generují radon, který je následně rychle transportován do pramene proudící podzemní vodou (obr. 3).



Obr. 3. Proudění podzemní vody a geochemické procesy Pramene Sv. Placida. (Gainon, Goldscheider a Surbeck 2007)

Kuo et al. 2006 využil pozorování změny hladiny radonu v horkém prameni Antung, k předpovědi zemětřesení (o síle magnituda 6,8), ke kterému došlo 10. prosince 2003 v blízkosti oblasti Chenghung na východním Tchaj-wanu. Horký pramen Antung se nachází asi tři kilometry jihovýchodně od zlomu Chihshang a dvacet kilometrů severně od hypocentra tohoto zemětřesení. Změny v hladině radonu mohou indikovat tlakové změny v zemské kůře, které zemětřesení předcházejí. Zlom Chihshang je nejaktivnější částí Longitudinal Valley Fault (Podélný údolní zlom), který v současnosti tvoří suturu mezi Euroasijskou a Filipínskou deskou.

Šedesát pět dní před Chenghungským zemětřesením Kuo et al. (2006) poprvé zpozorovali ve vodě pramene Antung klesání aktivity radonu, které trvalo dalších 45 dní. Dvacet dní před zemětřesením dosáhla hladina radonu svého minima a začala opět stoupat, na původní hodnotu se vrátila šest dní před zemětřesením (obr. 4). Protože teplota vody byla v průběhu výzkumu stabilní a nedocházelo ani k významným srážkám, předpokládá se, že na změny v aktivitě radonu neměly tyto faktory vliv. Rovněž je obtížné vysvětlit tyto anomálie promícháním podzemních vod.

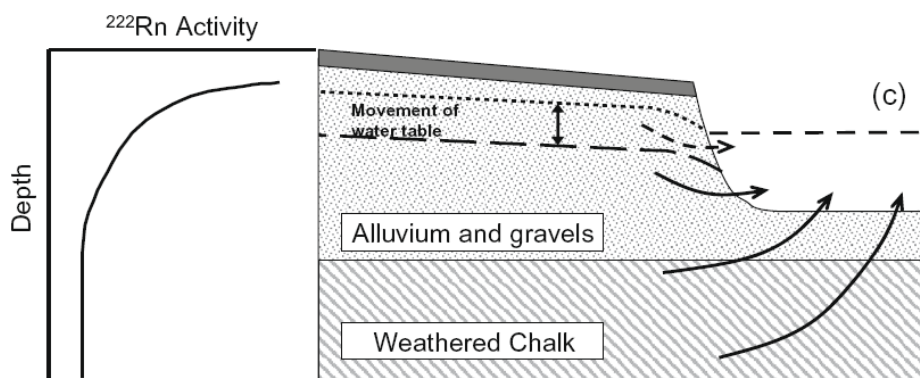


Obr. 4. Aktivita radonu ve vodě pramene Antung. (Kuo et al. 2006)

Mullinger et al. 2009 potvrdili svou hypotézu, že změny výšky hladiny podzemní vody mají vliv na tok radonu, který je proniká do řeky Lambourn v Západním Berkshire ve Spojeném království. Pozoroval zdroje a chování radonu v podzemních vodách, pomocí dvou soustav pěti vrtů vždy s dvěma piezometry v různých hloubkách, a charakterizoval prostorové variace zdrojů radonu, které se týkají interakcí podzemní vody s řekou (tj. podzemní voda a kolektor bezprostředně přiléhající k řece), k pochopení časových změn radonu v podzemních vodách této zóny a k doplnění poměrně řídkých údajů, které o radonu v povodí Chalk existují. Co se geologie týče, horniny jsou tvořeny především křídovými vápenci s drobnými paleogenními uloženinami v nadloží a významnými ledovcovými uloženinami v údolí řeky.

Mullinger et al. 2009 ve své studii vypožadovali existenci obecného nárůstu koncentrace radia se snižující se hloubkou, ze které byl vzorek odebrán, a rovněž obecné zvýšení emanace. Tento jev odráží výrazný vertikální profil podzemních vod v blízkosti řeky a také typy sedimentů nalezené ve vertikálním profilu a jejich stupeň zvětrání v blízkosti povrchu (nerozpustné sedimenty obsahující jíly a další jemné materiály jsou na radium zpravidla bohatší než křídová

karbonátová matrix, která je v podloží, kvůli minerálnímu složení a také kvůli jejich adsorpčním vlastnostem, které jim umožňují nahromadit mateřské izotopy na svůj povrch). Zkrátka trvale vyšší hladiny radonu v podzemní vodě a radia ve vrtném jádru se vyskytují do čtyř metrů pod terénem, naopak ve větších hloubkách je aktivita radonu nízká, ale stabilní. Velký vliv na aktivitu radonu má také množství radia a následně emanace radonu. Protože k těmto výkyvům dochází nehluboko pod povrchem v místech interakcí říční a podzemní vody, může se množství radonu v podzemní vodě podél břehu výrazně lišit. Změny v aktivitě radonu v průběhu času naznačují souvislost se sezonními pohyby podzemní vody. V piezometrech o hloubce do čtyř metrů roste aktivita radonu s poklesem hladiny podzemní vody (to znamená, že při srážkách klesá), v hlubších piezometrech je tento trend hůře rozeznatelný. Mullinger et al. (2009) se dále zabývali odhadem doby, kdy se aktivita radonu podzemních vod dostane na předsrážkovou úroveň. Nicméně skutečná doba návratu proběhla rychleji, než se očekávalo, protože se nejedná o uzavřený systém. V povodí Lambourn existují variabilní zdroje radonu, které z podzemních vod vtékají do řeky. Sezonní zvýšení hladiny podzemní vody může způsobovat větší zdroje radonu pro říční vody z přípovrchového aluviálního kolektoru, který je na radon bohatší (obr. 5).



Obr. 5. Konceptuální model kolísání vstupů radonu do proudu z aluviálního akviferu. (Mullinger et al. 2009)

Cílem Schmidty et al. (2009) studie bylo vyzkoušet, zda výpočet množství přitékající podzemní vody do jezer lze provést jednoduchou technikou pomocí radonu jako přirozeného stopovače. Pro výzkum bylo vybráno vyhloubené jezero Ammelshainer See, které se nachází dvacet pět kilometrů východně od Lipska v Německu v krajině charakteristické terciárními a kvartérními sedimenty (Eissmann a Litt 1994). Jezero Ammelshainer See je dimiktické a vzniklo na místě, kde se původně těžily říční sedimenty. Jediné jeho významné zdroje vody jsou srážky a podzemní voda (Haferkorn et al. 2003). Kolektor pod jezerem se skládá z říčních sedimentů (především hrubé písky a štěrky), které se ukládaly ve svrchním pleistocénu. Jejich mocnost je přibližně dvacet metrů. Dnes se jezero využívá jako zdroj pitné vody, což ovlivňuje rychlost proudění podzemní vody v jeho okolí a střední dobu zdržení v něm (Schmidt et al. 2009).

Měřeními pH, elektrické vodivosti a hloubkových teplotních profilů sledovaného jezera Schmidt et al. (2009) prokázali, že v dubnu je jezero ještě dobře promíchané (hodnoty jsou v celém profilu konstantní), ale v květnu již vykazuje tepelnou stratifikaci, kterou znázorňují i obrysy aktivity radonu v hloubkovém profilu. Elektrická vodivost a pH a tudíž i chemické složení jezerní vody se v průběhu střídání cirkulačních etap nemění. Tak lze odvodit, že potenciální přítok podzemní vody ovlivňuje celý objem tělesa vody, a nikoli pouze jednu vrstvu. Proto je pro další výpočty jezero považováno za dobře promíchané. Vzhledem k tomu, že se aktivity radonu po vyhodnocení ze všech vzorků v rámci dané vzorkovací akce liší jen ve velmi malém rozsahu,

stačí pro vyčíslení zásob aktivity radonu v jezerní vodě s dostatečnou přesností jen několik vzorků vody. Aktivita radonu  $^{222}\text{Rn}$  do jezera vtékající podzemní vody je klíčovým parametrem pro stanovení rychlosti advekce. V tomto případě, vzhledem k faktu, že nejsou důkazy o přítocích podzemních vod a že se na dně jezera nachází značná vrstva sedimentu, a rychlost podzemní vody je natolik pomalá, aby poskytovala kontakt se sedimentem po dobu více než dvacet dní (pět poločasů rozpadu radonu  $^{222}\text{Rn}$ ), však aktivita radonu stanovená z pozorovacích vrtů nemusí být pro přitékající vodu dostatečně reprezentativní. Proto se podle Corbetta et al. (1998) provedly experimenty se sedimenty z místa, odkud podzemní voda do jezera vtéká, aby se zjistily rovnovážné aktivity radonu přitékající podzemní vody, které poté použili pro výpočty. K významnému úbytku radonu může být rozhraní vody a vzduchu, záleží však především na charakteru proudění a molekulární difuzi generované koncentračním gradientem. Výsledky z radonové metody se shodují s průtočným množstvím získaným z běžného hydrodynamického numerického modelu proudění podzemní vody, založeného na Darcyho zákoně.

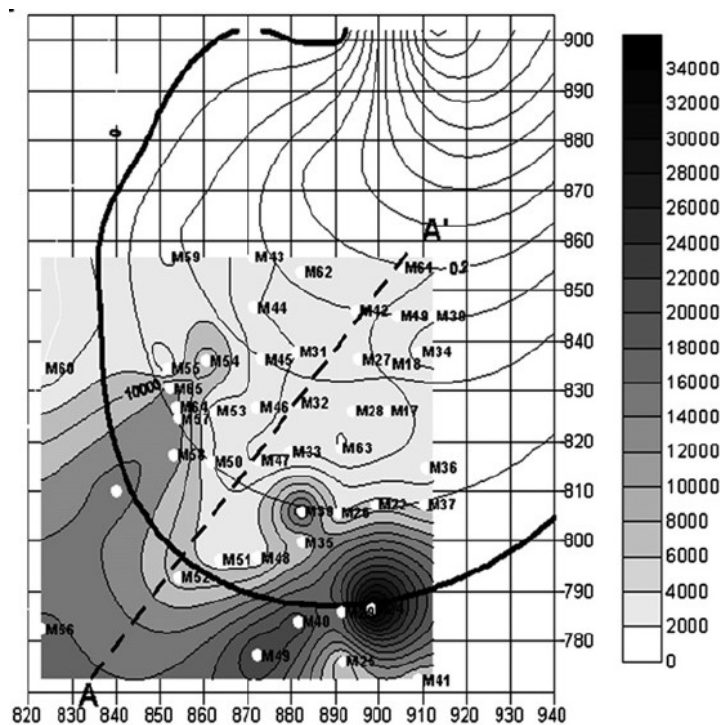
Treutler et al. 2007 sledovali dekontaminaci podzemních vod na místě bývalé výroby paliv v regionu Zeitz v Německu, silně znečištěném aromatickými uhlovodíky, především benzenem. Biodekontaminace probíhá za anaerobních podmínek v sérii osmi reaktorů naplněných pískem nebo pemzou. Podzemní voda je tak čerpána z hloubky dvaceti pěti až třiceti pěti metrů. Výchozí materiál je do reaktorů vháněn průběžně a reakční produkty jsou neustále odstraňovány. Pro pochopení reakční kinetiky je třeba znát dobu zdržení, která byla určena pomocí radonu.

Treutler et al. 2007 odhalili výrazný rozdíl mezi očekávanou a skutečnou dobou zdržení, což znamená, že takzvané reprezentativní parametry (pórovitost, hydraulická vodivost, gradient a podélná disperze), které použili k modelaci proudění v reaktorech, neodpovídají skutečným parametrům. Zatímco skutečná střední doba zdržení v reaktorech vyplněných pemzou je delší než teoretická, v pískem vyplněných reaktorech je situace opačná. Vzhledem k tomu, že reaktory jsou uspořádány horizontálně a léta jimi protéká materiál, došlo vlivem zhutnění písku ke vzniku dutin s preferenčními toky. Proto je nutné optimalizovat plnění reaktorů a uspořádat je vertikálně, aby materiál vyplnil celý příčný řez reaktoru a aby se tak zabránilo procesu komprese.

Cílem studie García-Gonzáleze et al. (2008) bylo za reálných terénních podmínek zhodnotit opakovatelnost prostorového rozložení a provozních aspektů emanometrie tak, aby se vytvořil časově nenáročný a finančně nenákladný nástroj k vykreslení povrchové stopy podpovrchové akumulace nevodné kapalné fáze (NAPL), tak aby na jeho základě bylo možné lépe situovat vrtné práce. Tento průzkum byl realizován na místě skladiště a distribučního centra motorových paliv čtyřicet metrů od malé řeky v severovýchodním Španělsku. Zájmová oblast je budována štěrky, písky a prachovitým jílem nejmladší kvartérní říční terasy. Hloubka hladiny podzemní vody pod závodem je okolo čtyř metrů.

García-González et al. (2008) potvrdili, že snížení hladiny radonu  $^{222}\text{Rn}$  v půdním vzduchu nad podzemní akumulací uhlovodíků lze odlišit od běžných hodnot na dané lokalitě, které jsou pětkrát až desetkrát vyšší. Navíc má emanometrie tu výhodou, že může lokalizovat a stanovit hranice akumulace volné fáze kontaminantu, i když množství organických par dosahujících na povrch je velmi nízké. Přes snadnost použití, časovou efektivitu i nízké náklady a vysokou citlivost se v terénu projevují jistá omezení: vysoká půdní vlhkost může celé měření radonu zpochybnit, proto by se v takovém případě pozornost měla věnovat použití dostatečného objemu drieritu, aby udržel vlhkost v ionizační komoře úrovní, která je pro stanovení ionizačním spektrometrem potřebná. Vliv atmosféry je možné minimalizovat na úroveň chyby měření

přístroje odebráním půdního vzduchu v hloubce přibližně jednoho metru (Schubert, M., Schulz, H. 2002).



Obr.6. Charakter distribuce radonu v půdním vzduchu (pro srovnání je překryt izoliniemi mocnosti akumulace NAPL). (García-González et al. 2008)

## 6. Závěr

Radon  $^{222}\text{Rn}$ , případně ještě spolu s dalšími radioaktivními izotopy rozpadové řady uranu  $^{238}\text{U}$ , představuje vhodný doplňkový stopovač, který pomáhá lepšímu porozumění hydrogeologického prostředí. Protikladné hydrochemické chování uranu, radia a radonu, jejich vzájemná závislost a poměrně krátký poločas rozpadu  $^{222}\text{Rn}$  umožňují identifikaci a lokalizaci geochemických procesů v systému podzemních vod.

Anomálie v koncentraci radonu  $^{222}\text{Rn}$  pozorované na vhodném místě mohou být citlivým indikátorem pro změny napětí v zemské kůře, které souvisejí s blízkým zemětřesením. Monitoring radonu v podobně postižených lokalitách si zaslouží jistou pozornost, protože přispívá ke zmírnění seizmického ohrožení.

Využití radonu  $^{222}\text{Rn}$  jako přírodního stopovače umožňuje dále snadné, rychlé a levné hodnocení interakcí podzemních vod s povrchovými a také prognózu dalšího vývoje příslušných vodních zdrojů.

V podzemní vodě, která je v blízkosti řeky, mohou být v aktivitě radonu významné prostorové a časové variace. Proto je nezbytné, aby se řádně charakterizovaly zdroje radonu, které se dostávají do řeky. Měření koncentrace radia a emanace radonu slouží k dobrému orientačnímu odhadu distribuce aktivit radonu v podzemních vodách a lze je využít k identifikaci přítoků do říčního toku z podzemních vod, které jsou nehluboko pod povrchem.

Monitoring radonu in situ je vhodný nejen k lokalizaci rozsahu akumulace volné fáze NAPL, ale také k určení povrchové stopy jejich hranic, s dostatečnou přesností pro účely místního hodnocení a místní sanace.

Radon  $^{222}\text{Rn}$  lze použít jako stopovač střední doby zdržení, která je důležitým faktorem při studiu dekontaminace podzemních vod. Střední doba zdržení pomáhá pochopit reakční kinetiku v daném prostředí a umožňuje přizpůsobit proces dekontaminace tak, aby byl co nejefektivnější.

Vzhledem k širší možnosti upotřebení při řešení nejrůznějších problémů je radon jistě hodný naší pozornosti.

## 7. Použité podklady

Almeida, R. M. R., Lauria, D. C., Ferreira, A. C. a Sracek, O. (2004): Groundwater radon, radium and uranium concentrations in Regiao dos Lagos, Rio de Janeiro State, Brazil. *Journal of Environmental Radioactivity*, Vol. 73, 323-334.

ASTM, 1998. D 5072 – Standard Test Method for Radon in Drinking Water. ASTM International.

Ball, T.K., Cameron, D.G., Colman, T.B., Roberts, P.D. (1991): Behaviour of radon in the geological environment – a review. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, Vol. 24, No 2, 169-182.

Burnett, W., Cable, J.E., Corbett, D. (2003): Radon tracing of submarine groundwater discharge in coastal environments. In: Taniguchi M, Wang K, Gamo T (eds) *Land and marine hydrogeology*, Elsevier, Amsterdam, pp 25-43.

Corbett, D.R., Burnett, W.C., Cable, P.H., Clark, S.B. (1998): A multiple approach to the determination of radon fluxes from sediments. *J Radioanal Nucl Chem*, Vol. 236, 247-252.

Eisenlohr, L. a Surbeck, H. (1995): Radon as a natural tracer to study transport processes in a karst system. An example in the Swiss Jura. *Comptes rendus de l'Académie des sciences de Paris* 321, série IIa: 761–767.

Eissmann, L., Litt, T. (1994): *Klassische Quartärfolge Mitteleuropas von der Elsterzeit bis zum Holozän unter besonderer Berücksichtigung der Stratigraphie, Paläoökologie und Vorgeschichte*. Altenburg Naturwissenschaftliche Forsch, Vol. 7, 250-356.

Etcheverry, D., Perrochet, P. (2000): Direct simulation of groundwater transittime distributions using the reservoir theory. *Hydrogeology Journal*, Vol. 8, No 2, 200-208.

Gainon F., Goldscheider N., Surbeck H. (2007): Conceptual model for the origin of high radon in spring waters- the example of the St. Placidus spring, Grison, Swiss Alps. *Swiss Journal of Geosciences*, Vol. 100, No 2 / September, 251-262, 1661-8726 (Print), 1661-8734 (Online).

García-González, J. E., Ortega, M. F., Chacón, E., Mazadiego, L. F., De Miguel, E. (2008): Field validation of radon monitoring as a screening methodology for NAPL-contaminated sites. *Applied Geochemistry*, Vol. 23, No 9, 2753-2758, ISSN 0883-2927.

Haferkorn, U., Müller, K., Mellentin, U., Fahl, J. (2003): Möglichkeiten und Grenzen der Stofftransportmodellierung (Nitrat) am Beispiel des Parthegebietes. *UFZ-Bericht* 14.

Höhener, P., Surbeck, H. (2004). Radon-222 as a tracer for nonaqueous phase liquid in the vadose zone: experiments and analytical model. *Vadose Zone J.*, Vol. 3, 1276–1285.

Kuo, T., Fan, K., Kuochen, H., Han, Y., Chu, H., Lee, Y. (2006): Anomalous decrease in groundwater radon before the Taiwan M6.8 Chengkung earthquake. *Journal of environmental radioactivity*, Vol. 88, No 1, 101-106, ISSN 0265-931X.



Macintyre, S., Wanninkhof, R., Chanton, J.P. (1995): Trace gas exchange across the air-water interface in freshwater and coastal marine environments. In: Matson PA, Harriss RC (eds) *Methods in ecology-biogenic trace gases: measuring emissions from soil and water*. Blackwell, Cambridge, pp 52–97.

Mullinger, N. J., Pates, J. M., Binley, A. M., Crook, N. P. (2009): Controls on the spatial and temporal variability of  $^{222}\text{Rn}$  in riparian groundwater in a lowland Chalk catchment. Vol. 376, No 1-2, 58-69, ISSN 0022-1694.

Neznal, Mat., Neznal, Mar., Matolín, M., Barnet, I., Mikšová, J. (2004): *Nová metodika stanovení radonového indexu pozemku*. Czech Geological Survey, 2004. 47 s. ISBN 80-7075-616-0. ISSN 1210-8960.

Osmond, J.K., Cowart, J.B. (1992): Ground water. In: Ivanovich, M., Harmon, R.S. (Eds.), *Uranium-series Disequilibrium: Applications to Earth, Marine and Environmental Sciences*. Clarendon Press, Oxford, pp. 290-333.

Osmond, J.K., Ivanovich, M. (1992): Uranium-series mobilisation and surface hydrology. In: Ivanovich, M., Harmon, R.S. (Eds.), *Uranium-series Disequilibrium: Applications to Earth, Marine and Environmental Sciences*. Clarendon Press, Oxford, pp. 259-290.

Pates, J.M., Mullinger, N.J. (2007): Determination of  $^{222}\text{Rn}$  in fresh water: development of a robust method of analysis by alpha/beta separation liquid scintillation spectrometry. *Applied Radiation and Isotopes*, Vol. 65, 92-103.

Poricelli D., Swarzenski P. W. (2003): The Behavior of U- nad Th- series Nuclides in Groundwater. *Reviews in Mineralogy nad Geochemistry*, Vol. 52, No 1, 317-361; DOI: 10.2113/0520317.

Schmidt, A., Stringer, Ch. E., Haferkorn, U., Schubert, M. (2009): Quantification of groundwater discharge into lakes using radon-222 as naturally occurring tracer. *Environmental Geology*, Vol. 56, No 5, 855-863, ISSN: 0943-0105.

Schubert, M., Bürkin, W., Penã, P., Lopez, A., Balcazar, M. (2006): On-site determination of the radon concentration in water samples: methodical background and results from laboratory studies and a field-scale test. *Radiat Meas*, Vol. 41, 492-497.

Schubert, M., Lehman, K., Paschke, A. (2007). Determination of radon partition coefficients between water and organic liquids and their utilization for the assessment of subsurface NAPL contamination. *Sci. Total Environ.*, Vol. 376, 306-316.

Schubert, M., Pena, P., Balcazar, M., Meissner, R., Lopez, A., Flores, J.H. (2005): Determination of radon distribution patterns in the upper soil as a tool for the localization of subsurface NAPL contamination. *Radiat. Meas.*, Vol. 40, 633-637.

Schubert, M., Schulz, H. (2002): Diurnal radon variations in the upper soil layers nad at the soil-air interface telated to meteorological parameters. *Health Phys.*, Vol. 83,91-16.

Starý, J. et al. (1987a): *Cvičení z jaderné chemie* [online], 3. vydání, ČVUT Praha, 1987 [cit. 2010-08-29]. Emanometrické stanovení radia, stanovení radonu. Dostupné z WWW:

<http://www.fjfi.cvut.cz/kjch/materialy/RCHP/Eman.pdf>

Starý, J. et al. (1987b): Cvičení z jaderné chemie [online], 3. vydání, ČVUT Praha, 1987 [cit. 2010-08-29]. Stanovení radonu ve vodě metodou LSC. Dostupné z WWW: [http://www.fjfi.cvut.cz/kjch/materialy/RCHP/Rn\\_aq.PDF](http://www.fjfi.cvut.cz/kjch/materialy/RCHP/Rn_aq.PDF)

Stringer, C., Burnett, W.C. (2004): Sample bottle design improvements for radon emanation analysis of natural waters. Health Phys, Vol. 87, 642-646.

Treutler, H. C., Just, G., Schubert, M., Weiss, H. (2007): Radon as a tracer to determine the mean residence times of groundwater in decontamination reactors. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Vol. 272, No 3, 583-588, ISSN 0236-5731.

Valášek, J. (nedatováno): Úvod do problematiky ozáření radonu a jeho dceřiných produktů [online]. Osvěta [cit. 2010-08-29]. Dostupné z WWW: <http://www.radioaktivita.cz/osveta.html>